

S. Solarino ⁽¹⁾, D. Slejko ⁽²⁾ e G. Renner ⁽²⁾

⁽¹⁾ INGV, Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia, c/o Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università di Genova, Genova

⁽²⁾ OGS, Istituto Nazionale di Oceanografia e di Geofisica Sperimentale, Trieste

STUDI DI TOMOGRAFIA LOCALE PER LA DEFINIZIONE DELLA STRUTTURA CROSTALE E SUBCROSTALE DEL FRIULI E DEL VENETO ORIENTALE

Riassunto. Il Friuli è una delle zone a maggior pericolosità sismica del territorio nazionale. Numerosi terremoti hanno causato gravi distruzioni, infatti, nella regione sia in epoca storica (nel 1348 e nel 1511) sia recentemente (nel 1928 e nel 1976). Il terremoto del 1976, di magnitudo 6.4, ha dato l'avvio a tutta una serie di studi di carattere geologico e geofisico. Tra le iniziative più importanti va ricordata l'installazione delle rete sismometrica regionale. Contigua al Friuli si trova la regione del Veneto, di sismicità sicuramente minore di quella friulana, ma degna di attenzione specialmente nel suo settore orientale (Alpago, Cansiglio) in quanto nel 1873 e nel 1936 la violenza dei sismi superò la magnitudo 5.5. Allo scopo di indagare sulle strutture crostali (e possibilmente sub-crosta) è stata condotta una tomografia sismica con terremoti locali utilizzando un nutrito insieme di dati registrati dalla rete sismometrica regionale nel periodo 1995-2002 in un'area estesa intorno al confine tra Veneto e Friuli - Venezia Giulia, dove molti autori ipotizzano una struttura sismogenetica di svincolo trasversale alle strutture alpine contrapponendosi a quelli che invece propongono continuità nello stile tettonico-sismogenetico. I risultati ottenuti aggiungono solo pochi dettagli alle immagini topografiche ottenute da altri lavori, ed in particolare essi sono relativi a profondità maggiori rispetto a quelle indagate nel passato. In pratica, viene confermata la buona coerenza tra immagini topografiche superficiali e le strutture geologiche e la presenza di un corpo con velocità dell'ordine di 6,2-6,4 km/s che, inclinato verso est, si estende fino a 12-15 km di profondità. Purtroppo questo valore coincide con il limite della risoluzione tomografica, e lascia aperta la questione sulla reale estensione in profondità della struttura individuata. Ciò che risulta particolarmente evidente è che la struttura, che è stata interpretata come un cuneo legato all'accorciamento crostale associato con le fasi alpine, è responsabile della sismicità dell'area, o comunque strettamente legata ad essa. Da un punto di vista strettamente metodologico, i risultati mostrano i limiti della inversione tomografica legati alla geometria degli eventi e soprattutto dalla scarsa profondità degli stessi. Malgrado non possa essere considerata soluzione definitiva al problema, la estensione della area da indagare potrebbe parzialmente migliorare le immagini topografiche inserendo terremoti più lontani (e quindi con raggi che si approfondiscono di più) avendo cura di definire la geometria ottimale di inversione.

CRUSTAL AND SUB-CRUSTAL STRUCTURE OF FRIULI AND VENETO REGIONS DERIVED FROM LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY

Abstract. The Friuli region is one of the most hazardous area in Italy. Numerous earthquakes have shaken and damaged the region both in historical (1348, 1551) and recent times (1928, 1976). The most recent big earthquake, the $M = 6.4$ event in 1976, was the reason for starting an intensive study of the area from the geological and geophysical points of view but probably the main consequence of the earthquake was the establishment of a regional seismometric network to monitor the seismic activity in the Friuli enlarged area. West to Friuli is the Veneto region: it is characterized by a seismicity of lower energy but that still deserves a certain care, in particular in the Alpago and Cansiglio sectors where earthquakes of magnitude greater than 5.5 occurred in 1873 and 1936. With the aim to investigate the crustal (and possibly sub-crustal) structures of these regions, a local earthquake tomography has been carried out using data recorded in the period 1995-2002 by the Friuli - Venezia Giulia seismometric network. The obtained tomographic images add only a few details to the knowledge of the area, and resembles already published results, even if the current tomography

is able to give images for deeper layers (down to 15 km). In practice, there is a good agreement between the surficial tomographic reconstruction and the shallow geology and it is confirmed the existence of a body with velocity 6.2-6.4 km/s deepening eastwards down to 12-15 km. Since this limit corresponds to the resolving power of the data, no interpretation can be done on whether this body has much deeper roots or not. One main evidence of the joint displaying of occurrence of events and velocity reconstructions is that seismicity is strictly associated with, and probably dependent from, this body. Since it would be very important to extend the resolving power to deeper layers, a new tomography is planned for a larger area. In fact, deeper events may be considered when the studied area is larger and, since the rays of these events travel for longer distances, they consequently illuminate deeper layers. In this way some limits of the present tomographic runs could be overcome.

INTRODUZIONE

Il Friuli è una delle zone a maggior pericolosità sismica del territorio nazionale. Numerosi terremoti hanno causato gravi distruzioni, infatti, nella regione sia in epoca storica (nel 1348 e nel 1511) sia recentemente (nel 1928 e nel 1976). Il terremoto del 1976, di magnitudo 6,4, ha dato l'avvio a tutta una serie di studi di carattere geologico e geofisico. Tra le iniziative più importanti va ricordata l'installazione delle reti sismometriche regionali, installata inizialmente nell'area epicentrale del terremoto del 6 maggio 1976 e allargata, successivamente, per sorvegliare tutta la regione. Contigua al Friuli si trova la regione del Veneto, di sismicità sicuramente minore di quella friulana, ma degna di attenzione soprattutto nel suo settore orientale (Alpago, Cansiglio) in quanto nel 1873 e nel 1936 la violenza dei sismi superò la magnitudo 5,5.

La sismogenesi di tutto l'arco delle Alpi orientali è determinata dall'attività dei sovrascorrimenti ad orientazione quasi est-ovest provocati dalla spinta della microplacca Adriatica contro la placca Europea (Slejko et al., 1999). In questo quadro geodinamico generale, l'assetto sismotettonico del Friuli centrale risulta sufficientemente conosciuto (Slejko et al., 1989; Poli et al., 2002) mentre ipotesi diverse sono state formulate per il settore di confine con il Veneto. Più precisamente, è stata ipotizzata una struttura sismogenetica di svincolo trasversale alle strutture alpine (Meletti et al., 2000) responsabile anche dei terremoti dell'Alpago-Cansiglio. Ipotesi alternative a questa sono state formulate recentemente e propongono continuità nello stile tettonico sismogenetico (Galadini et al., 2002). Questi argomenti rendono la conoscenza della struttura crostale e sub-crosta del Veneto e del Friuli elementi di notevole interesse scientifico.

La migliore tecnica sismologica in grado di dare informazioni per profondità così elevate, per aree di vasta estensione e con il dettaglio richiesto dal tipo di indagine e dalla natura della struttura da indagare è la tomografia sismica; in particolare, considerando che gli studi di sismicità hanno mostrato che la attività sismica è confinata agli strati più superficiali, risulta particolarmente adatta la tecnica tomografica che prevede l'inversione di terremoti locali. Questa applicazione, in grado di dare informazioni solo per volumi compresi entro i più profondi terremoti verificatisi in una data area e quindi relativamente contenuti, permette d'altro canto una forte risoluzione laterale di strutture con dimensioni anche estremamente piccole, comparabili con le lunghezze d'onda dei terremoti presi in considerazione.

Con gli scopi sopra descritti, nel passato sono stati condotti nella zona del Friuli e del Veneto orientale numerosi studi di tomografia sismica. Amato et al. (1990), interpretando le immagini tomografiche ottenute dal loro studio della crosta superiore,

hanno proposto che la sismicità sia localizzata in corrispondenza di un corpo ad alta velocità ($V_p > 6,2$ km/s) vergente verso sud e posto a più di 5 km di profondità. Allo stesso risultato sono giunti gli studi condotti da Bressan et al. (1992).

Recentemente Gentile et al. (2000) hanno utilizzato un data set di dati digitali per la definizione del modello tridimensionale di V_p e V_p/V_s per l'area del Friuli. I risultati di questo studio possono essere così sintetizzati:

- esiste una buona correlazione tra le basse velocità trovate e i depositi superficiali di molassa e flysch presenti nella parte meridionale dell'area investigata;
- viene evidenziata una zona di alta velocità ($V_p > 6,2$ km/s) a circa 6 km di profondità di forma irregolare che si approfondisce verso est interpretata come parte centrale del cuneo tettonico interno formato prevalentemente da rocce dolomitiche proposto nel modello collisionale come sorgente sismogenetica;
- vengono individuati alcuni sistemi di faglie legate al suddetto prisma.

Il contributo di Gentile et al. (2000), pur basato su dati di elevata qualità e sufficientemente ben distribuiti, è in grado di dare informazioni solo per profondità inferiori a 10 km e, pertanto, non ha fornito elementi utili a risolvere alcune questioni che sono fondamentali per la piena comprensione della geometria e della estensione (laterale ed in profondità) del prisma proposto, la cui presenza è peraltro in accordo con le evidenze degli studi condotti in precedenza.

In particolare, rimangono aperte le problematiche relative 1) alla presenza di un basamento cristallino posto a circa 10 km di profondità (solo parzialmente ipotizzato da valori di velocità intorno a 6,3-6,5 km/s negli studi precedenti), 2) alla estensione della anomalia di velocità nella parte centrale del prisma interno e naturalmente 3) alle eventuali informazioni sulle parti più profonde della struttura (al di sotto dei 10-12 km).

In questo lavoro viene presentata una inversione tomografica su una area di dimensioni maggiori di quella analizzata da Gentile et al. (2000) e basata su un insieme di dati aggiornato con lo scopo di fornire maggiori informazioni per le strutture sopra descritte.

DATI E METODO

L'approccio utilizzato in questo lavoro prevede l'inversione tomografica di tempi di arrivo di onde P e S di terremoti locali secondo la metodologia proposta da Thurber (1983). Essa prevede di risolvere il doppio problema inverso della localizzazione e della determinazione del modello di velocità tridimensionale operando la separazione dei parametri e giungendo alla soluzione finale in un caso attraverso la "singular value decomposition" (SVD) e nell'altro utilizzando un metodo ai minimi quadrati smorzati.

Il problema diretto è condotto invece tramite un ray-tracer in grado di velocizzare i tempi di calcolo del tragitto del raggio; ciò è ottenuto facendo precedere la parte in cui viene effettuato il bending da una ricerca approssimata della migliore inclinazione e del tragitto di partenza del raggio che viene poi successivamente aggiustato con il bending.

La affidabilità del metodo tomografico sopra descritto è ormai nota e supportata da numerosi esperimenti svolti nel passato ed in altre aree anche della penisola italiana (Eva et al., 2001; Ferretti et al., 2002) purché vengano osservate alcune regole che ne determinano la corretta applicazione e indicano i limiti e la affidabilità della interpretazione dei risultati ottenuti. Anche se esula dallo scopo di questo lavoro, può essere utile riassumere i principali vincoli che concorrono alla migliore riuscita di una tomografia condotta con il metodo Thurber (1983).

La distanza internodale del modello da invertire deve essere dello stesso ordine di grandezza della lunghezza d'onda dei segnali considerati. In pratica, ciò significa che le distanze tra i nodi da invertire devono essere dell'ordine di una diecina di chilometri, ed una simile spaziatura deve essere osservata anche tra gli strati che compongono il modello.

Le distanze massime tra i nodi non devono superare i 60/70 chilometri. Haslinger (1998) ha dimostrato che al di là di queste distanze l'errore che si introduce cresce fino a diventare superiore a quello che è insito nella non perfetta identificazione delle fasi. Sarebbe possibile implementare ray-tracers più efficaci (Virieux et al., 1988, 1991), ma non lo si è ritenuto opportuno o utile in questo lavoro. Questa scelta viene commentata in dettaglio nella discussione finale.

Il modello di velocità di partenza, di solito monodimensionale, deve essere il più accurato possibile per evitare pesanti condizionamenti nel resto della inversione (Kissling et al., 1994). La Fig. 1 mostra il modello di partenza utilizzato per l'inversione tomografica (Sahli, 1999) relativo alla velocità di propagazione delle onde P. Questo modello è stato preferito ad altri già pubblicati poiché 1) è stato calcolato con metodologie specifiche per la definizione di un modello di riferimento monodimensionale, e quindi non ottenuto come prodotto accessorio di studi tesi alla definizione di altri parametri 2) è stato ottenuto su un dataset specificatamente selezionato per il Friuli e 3) ha mostrato di essere particolarmente efficace nel processo di localizzazione, migliorando, talvolta in maniera significativa, gli errori associati alle determinazioni ipocentrali ottenute con altri modelli di riferimento. Essendo l'inversione condotta anche sulle fasi S, per calcolare le velocità delle stesse è stato applicato un rapporto V_p/V_s variabile da strato a strato, come proposto da Gentile et al. (2000), con valori compresi tra 1.75 e 1.84.

I parametri relativi alla risoluzione matematica devono essere scelti con qualche criterio di trade-off tra diminuzione della varianza dei dati ed aumento della varianza del modello (Eberhart-Phillips, 1986). In particolare, essendo i due processi inversi di definizione del modello e delle localizzazioni strettamente legati, risulta necessario tenere in considerazione la interazione tra i parametri che li governano (Ferretti et al., 2002; Solarino et al., 2003).

Nella Fig. 2 vengono mostrati i risultati delle curve di trade off per la scelta dei migliori parametri di inversione. Diversamente da quanto fatto da altri autori, le curve sono costruite variando il valore del parametro di cut-off per la SVD: in pratica, a parità di smorzamento applicato nella parte relativa al calcolo delle velocità, si ottengono diverse curve per i diversi valori utilizzati nella localizzazione. Dall'analisi della figura è evidente che la scelta dei parametri, per quanto i due problemi siano distinti anche a causa della separazione delle variabili, deve essere fatta tenendo conto del loro insieme.

I dati sismometrici utilizzati nel presente lavoro sono stati estratti dai bollettini della rete sismometrica regionale del Friuli - Venezia Giulia (OGS, 1995-2002) e dalle

loro successive integrazioni di ulteriori stazioni ancora inedite. La distribuzione spaziale delle stazioni sismometriche può ritenersi adeguata allo studio intrapreso in quanto, dopo l'installazione delle prime stazioni nell'area epicentrale del terremoto del 1976, la geometria della rete è andata progressivamente a coprire tutta la regione Friuli - Venezia Giulia, raggiungendo già nel 1988 la configurazione finale di 15 stazioni nell'area friulana; a queste vanno aggiunte la stazione di Trieste e le 4 stazioni installate nella parte orientale della regione Veneto. Dal 1994 è in funzione un sistema digitale di acquisizione che permette una buona registrazione anche dei terremoti di bassa magnitudo, purchè registrati almeno da 3 stazioni.

Solarino et. al (2003) hanno dimostrato che, in una inversione tomografica, ha molta importanza la omogeneità nella distribuzione dei dati piuttosto che il numero assoluto degli stessi. Per questa ragione nel presente lavoro sono stati considerati tutti i terremoti registrati dalle stazioni della rete del Friuli - Venezia Giulia e del Veneto relativi al periodo 1995 - 2002 ma solo dopo averli selezionati in due fasi successive: la prima per garantirne la loro qualità e l'uniformità, la seconda per assicurarne la migliore e più omogenea distribuzione nello spazio. In pratica, alla prima selezione è stato effettuato un filtro eliminando tutti gli eventi con meno di otto letture (P+S), un gap superiore a 180° ed un valore di rms superiore a 1.0 s. Nella seconda selezione l'area oggetto di studio è stata suddivisa in maglie regolari ed in ciascuna maglia è stato selezionato un numero massimo di eventi: tutto questo nell'ottica di evitare marcate direzionalità nei raggi che appesantiscono l'inversione senza aggiungere alcuna reale informazione alla definizione della struttura oggetto di studio. Ciò ha naturalmente ridotto in maniera drastica il numero di terremoti utilizzabili ma ha contemporaneamente diminuito i tempi di calcolo ed assicurato che non si verificassero inutili disomogeneità nella distribuzione dei raggi sismici. La Fig. 3 riporta la distribuzione delle stazioni, degli eventi e dei nodi utilizzati in questo esperimento tomografico. L'istogramma sulla destra mostra la distribuzione delle profondità degli eventi utilizzati. Si evince facilmente che, essendo la massima profondità dell'indagine direttamente correlata a quella dei terremoti, la soluzione matematica del problema tomografico è confinata ai primi 15-20 km di profondità.

Infine, come è noto, prima di procedere alla interpretazione di un qualunque risultato tomografico occorre determinarne la affidabilità scegliendo un opportuno elemento di confronto rispetto al quale definire il grado di risoluzione ottenuta. Tra i vari metodi attualmente in uso si possono ricordare: 1) la stima del numero di campioni, 2) la stima della matrice di risoluzione (o in alternativa dei soli elementi diagonali della matrice) e 3) la definizione dei valori dello spread (cioè di quanto in media i valori non diagonali della matrice si allontanano dallo zero, indice di perfetta risoluzione). Ogni metodo ha vantaggi e limiti, e per questo molte volte essi si usano in associazione. In questo lavoro sono state considerate per la interpretazione solo quelle aree in cui il campionamento ha superato 15 unità e con valori della diagonale della matrice di risoluzione superiori a 0.15. Per il significato di questi limiti e la loro arbitrarietà il lettore può fare riferimento a Haslinger (1998).

Nel prosieguo verranno esaminati i risultati ottenuti nelle varie inversioni accompagnati dalle relative indagini di affidabilità (basate sulle tecniche descritte in precedenza) sia in forma di immagini in pianta che in forma di sezioni tomografiche.

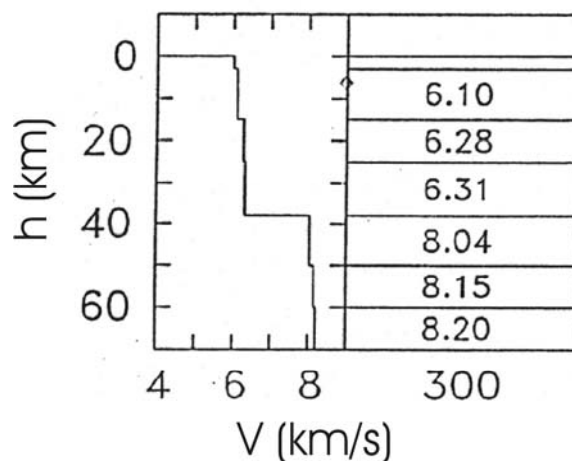


Fig. 1 - Modello mono-dimensionale di velocità per le onde P (Sahli, 1999) utilizzato per la inversione tomografica.

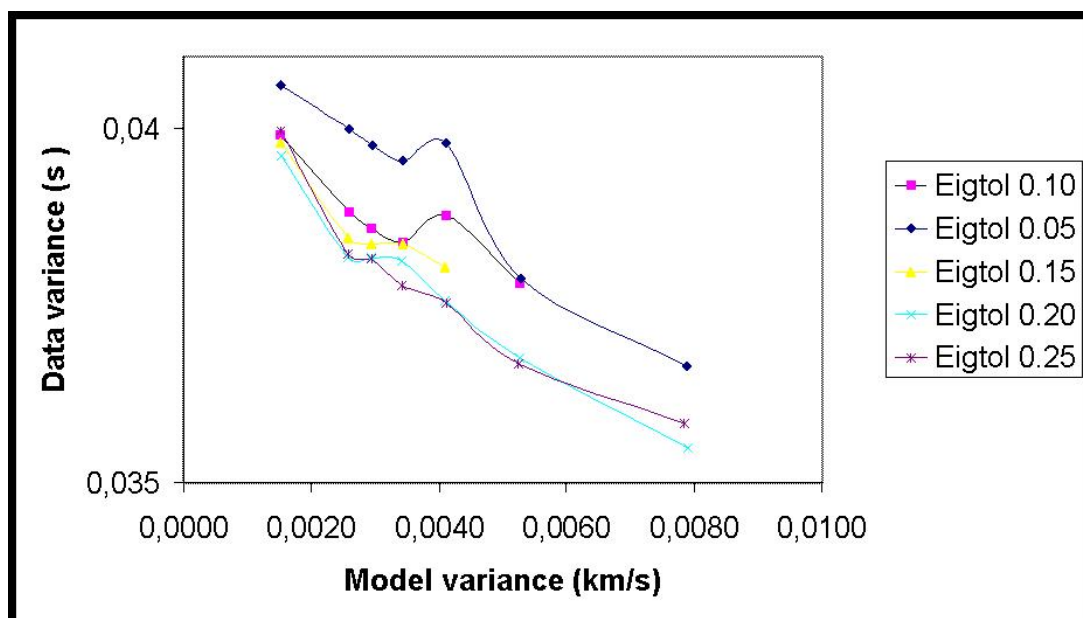


Fig. 2 - Curve di trade off per la determinazione dei migliori parametri di inversione. A differenza di quanto proposto da Eberhart-Phillips (1986), non solo i valori del damping relativo al problema inverso di determinazione della velocità ma anche quelli relativi al problema inverso della determinazione dei parametri ipocentrali sono presi in considerazione. Malgrado infatti sia stata operata la separazione delle variabili, è facile notare come le curve siano influenzate da entrambi i valori. Si noti ad esempio la parte ad estrema sinistra della curva. Ogni simbolo (rettangolo, croce etc) è relativo allo stesso valore di damping ma accoppiato a diversi valori del parametro che regola il processo di calcolo della localizzazione (diversi colori come in legenda).

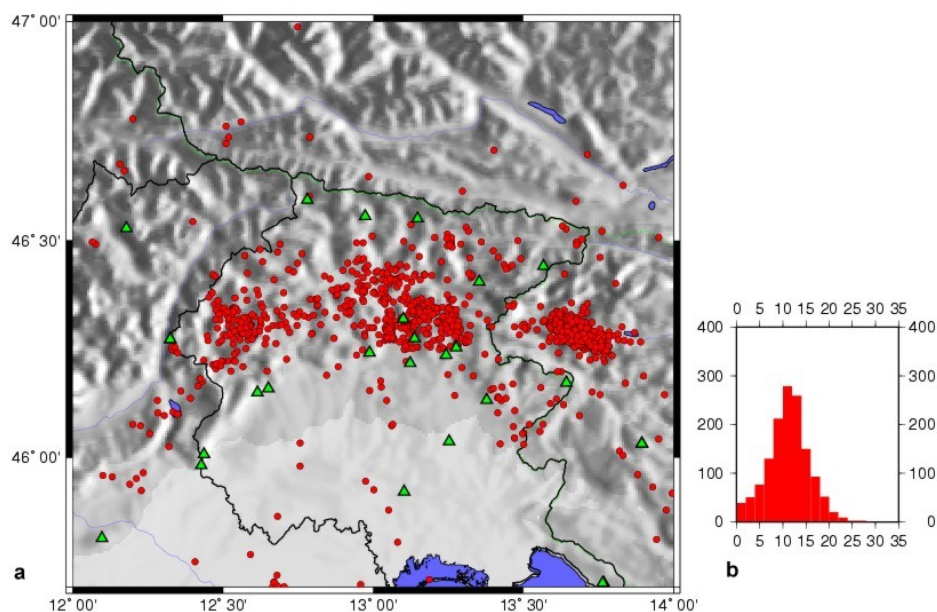


Fig. 3 - Dati sismologici utilizzati: a) distribuzione delle stazioni (triangoli), degli eventi sismici (punti rossi) e dei nodi (punti neri) utilizzati in questo lavoro; b) numero di terremoti in funzione della profondità.

IMMAGINI TOMOGRAFICHE E RELATIVA INTERPRETAZIONE

La Fig. 4 riporta la distribuzione degli errori di localizzazione al termine del processo tomografico ed è facile vedere che, mentre non si notano significativi miglioramenti nei valori dell'errore orizzontale (Erh) e verticale (Erz), l'istogramma relativo al valore dell'errore nel tempo origine (RMS) mostra un deciso spostamento verso i valori più bassi, come confermato dalla varianza dei dati, diminuita del 20% dopo 6 iterazioni.

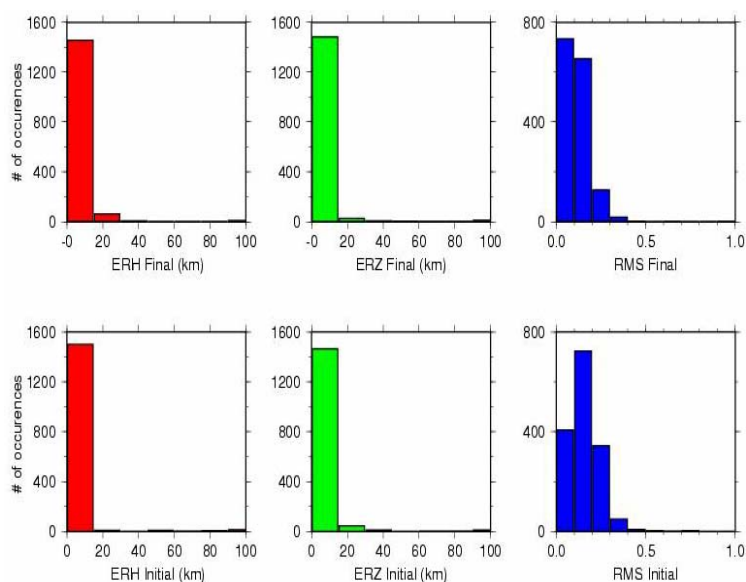


Fig. 4 - Valori degli errori di localizzazione e del RMS prima e dopo la inversione tomografica per il dataset utilizzato.

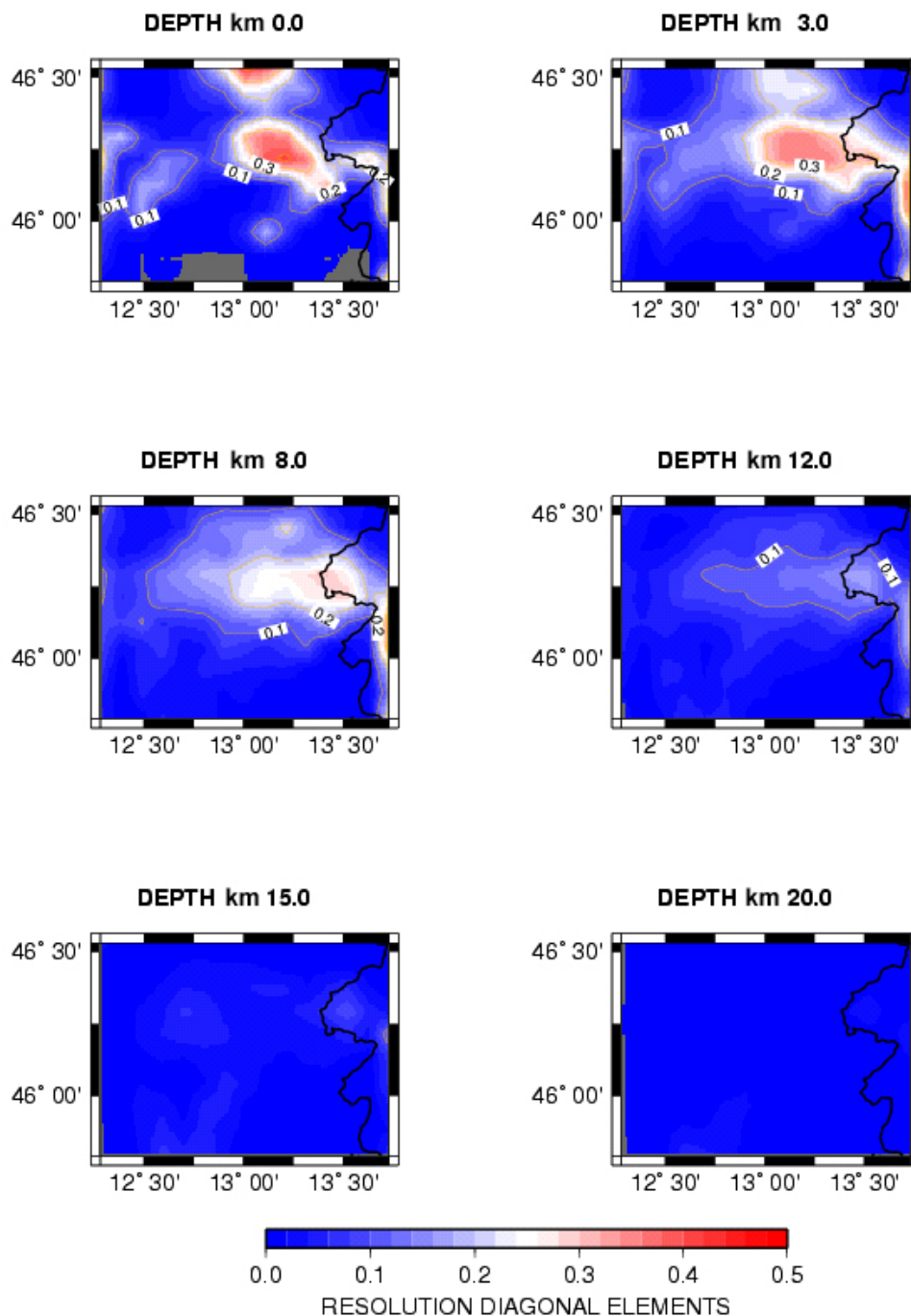


Fig. 5 - Distribuzione dei valori diagonali della matrice di risoluzione.

Le Figg. 5 e 6 mostrano i parametri utilizzati come riferimento per la affidabilità dei risultati ottenuti, ovvero il numero di campioni e la distribuzione del valore diagonale della matrice di risoluzione. Una discussione approfondita sul significato di tali grafici e sulla loro eventuale rappresentatività è al di fuori degli scopi di questo lavoro. È però necessario ricordare che mentre la distribuzione dei campioni è utile a dare informazioni sulla geometria dei raggi e del cross-firing, i valori diagonali sono indice della qualità della risoluzione: la scelta di un valore minimo di riferimento (compreso tra zero e uno) non può che essere arbitrario (Haslinger, 1998) ma non

del tutto svincolato dalla distribuzione dei dati. Bassi valori della soluzione collegati a piccoli numeri nel campionamento indicano una potenzialità di soluzione e devono essere sottovalutati mentre bassi valori collegati a grandi numeri di campioni indicano limiti intrinseci del problema e, rappresentando una sorta di “meglio che si può”, devono essere sopravvalutati. In pratica, per ogni problema tomografico occorre definire una soglia di affidabilità che dipende in buona parte dalle condizioni in cui la soluzione è stata ottenuta ma è sempre inficiata da una scelta arbitraria.

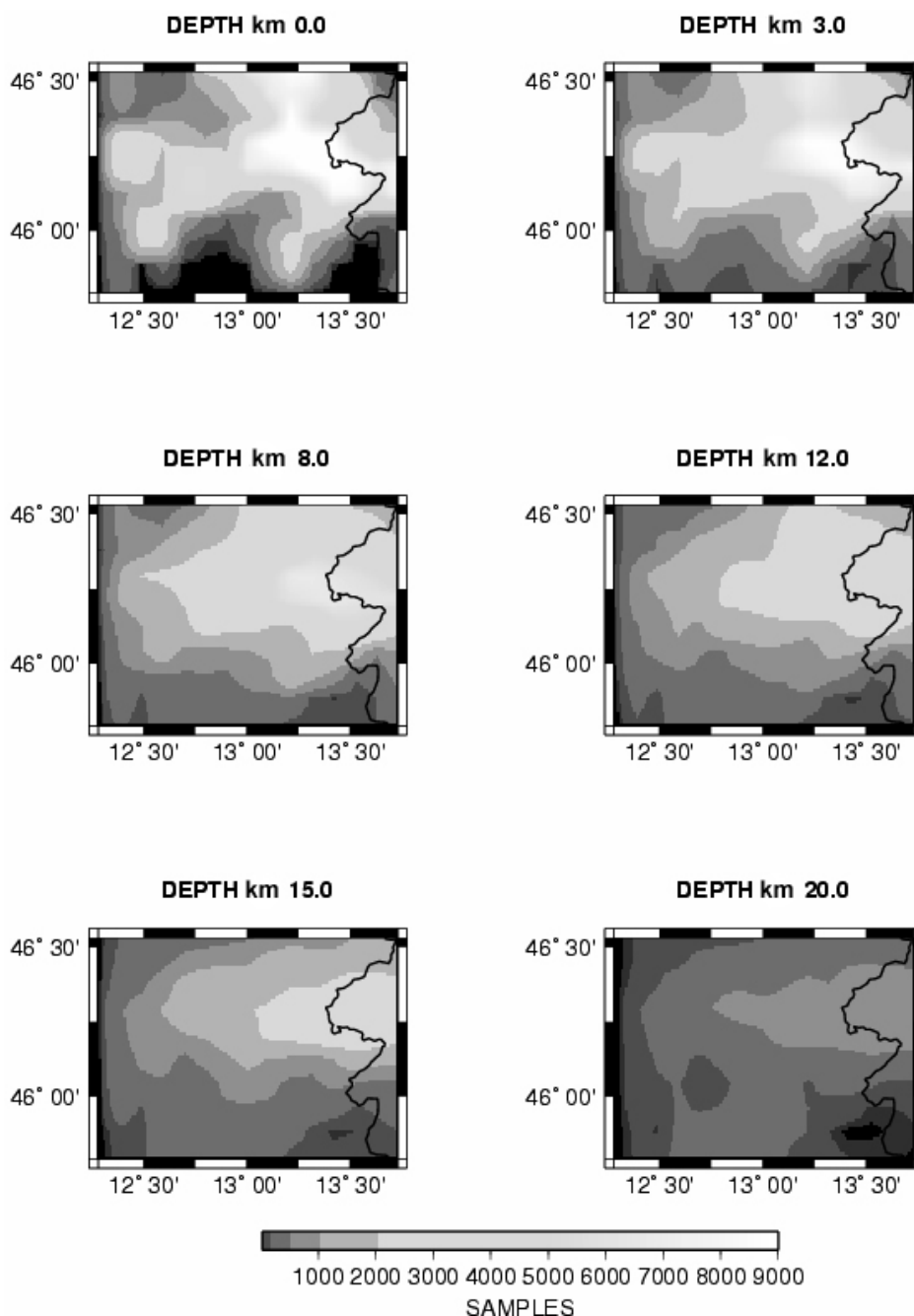


Fig. 6 - Distribuzione dei valori di campionamento.

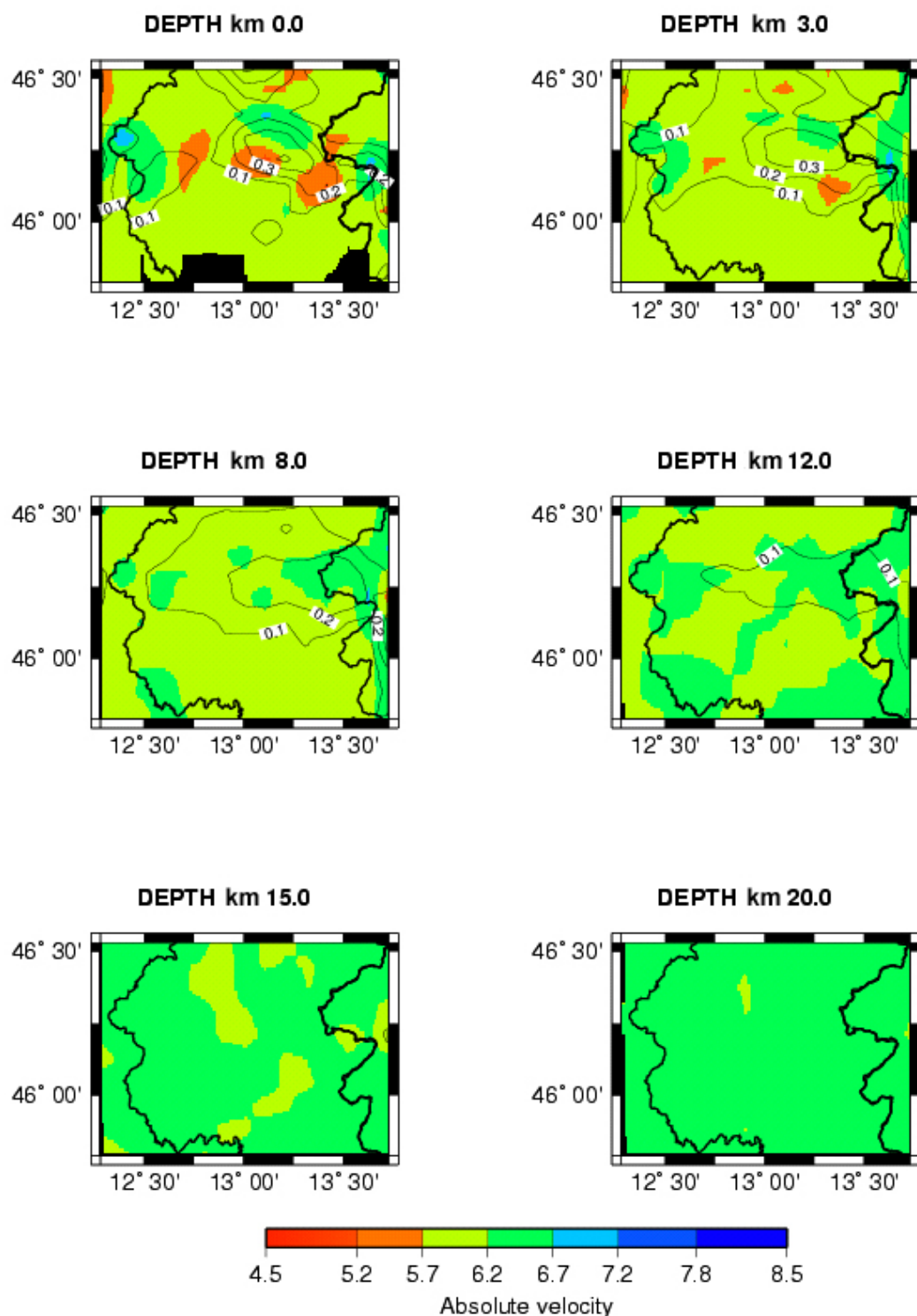


Fig. 7 - Risultati tomografici in velocità assoluta. Per gli strati più superficiali sono riportate le curve di contour della RDE, ovvero le aree per le quali la qualità della soluzione è maggiore.

I limiti di affidabilità, scelti secondo i criteri sopra descritti, separano le parti dell'immagine tomografica su cui è possibile condurre una interpretazione e vengono perciò riportati in ogni immagine (in pianta o sezione). In particolare, la Fig. 7 riporta la distribuzione delle velocità assolute in pianta per le profondità 0, 3, 8, 12, 15 e 20

km: si nota facilmente che la soluzione tomografica è affidabile solo fino a profondità intorno ai 12-15 km e che le anomalie hanno dimensione ridotta e sono dislocate “a macchia di leopardo”. Ciononostante, come si evince dalla Fig. 8, l'accordo con la geologia di superficie è buono, con zone superficiali a bassa velocità collegabili al flysch della fascia pedemontana orientale.

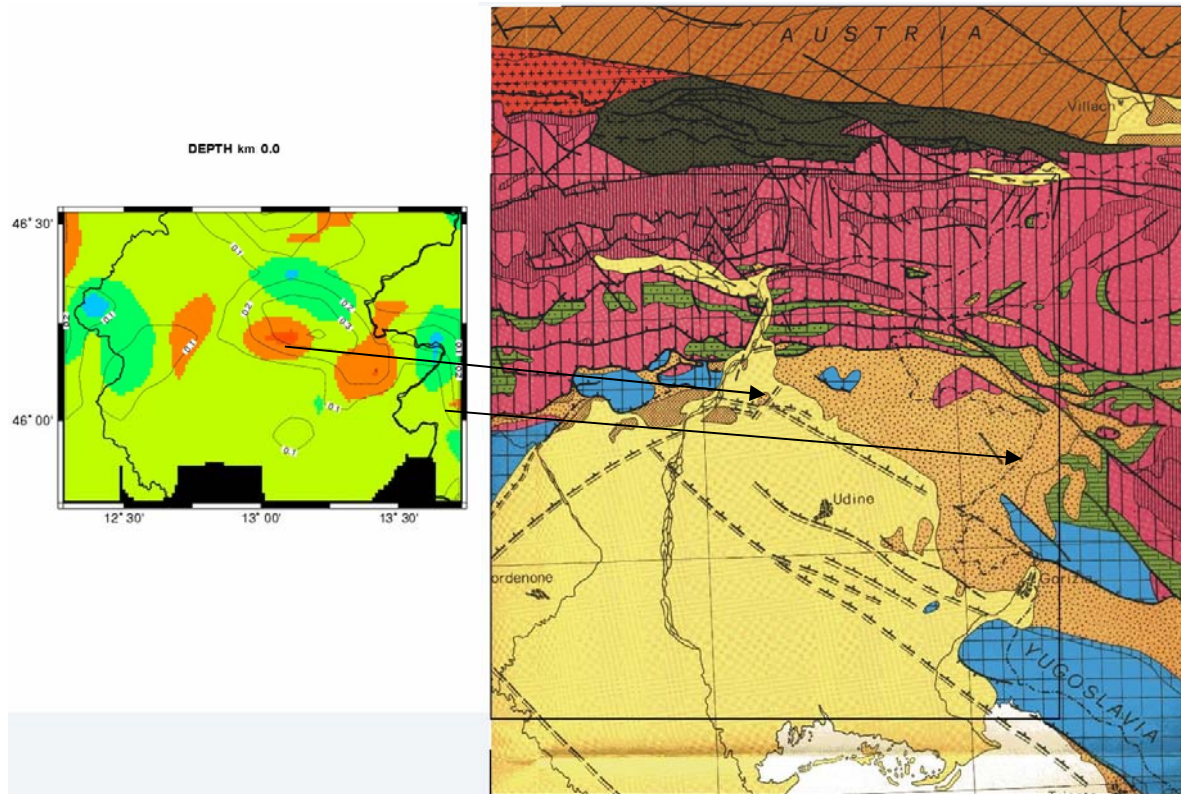


Fig. 8 - Risultati tomografici per lo strato più superficiale e rapporti con la geologia di superficie.

La Fig. 9 mostra, invece, la distribuzione delle velocità per tre sezioni condotte secondo l'orientazione mostrata sulla mappa. La profondità delle singole immagini è limitata a 20 km, valore ben al di sopra di quello oggetto di inversione ma vincolato dalla affidabilità della soluzione. Si evidenzia, in particolare nella sezione B, la presenza di una struttura a maggiore velocità che contorna una zona più lenta ed una risalita di materiale più veloce al centro della sezione N-S (sezione C in figura 9). Questa area è pressappoco coincidente con quella indicata da Gentile et. al. (2000), che gli stessi autori rilevavano essere interessata dalla presenza del cuneo.

Per ottenere maggiore dettaglio su questo aspetto, e per tenere conto del fatto che le differenze di velocità proposte sono di qualche ordine inferiore rispetto all'intero spettro di valori per le onde P, sono state graficate altre sezioni tomografiche (Fig. 10) utilizzando un range di velocità ridotto (vedi legenda). In tal modo è stato possibile evidenziare sia la geometria che l'estensione di questa risalita di materiale veloce. La posizione dei terremoti evidenzia la natura sismogenetica di questa risalita: gli ipocentri sono infatti regolarmente distribuiti intorno a questa struttura.

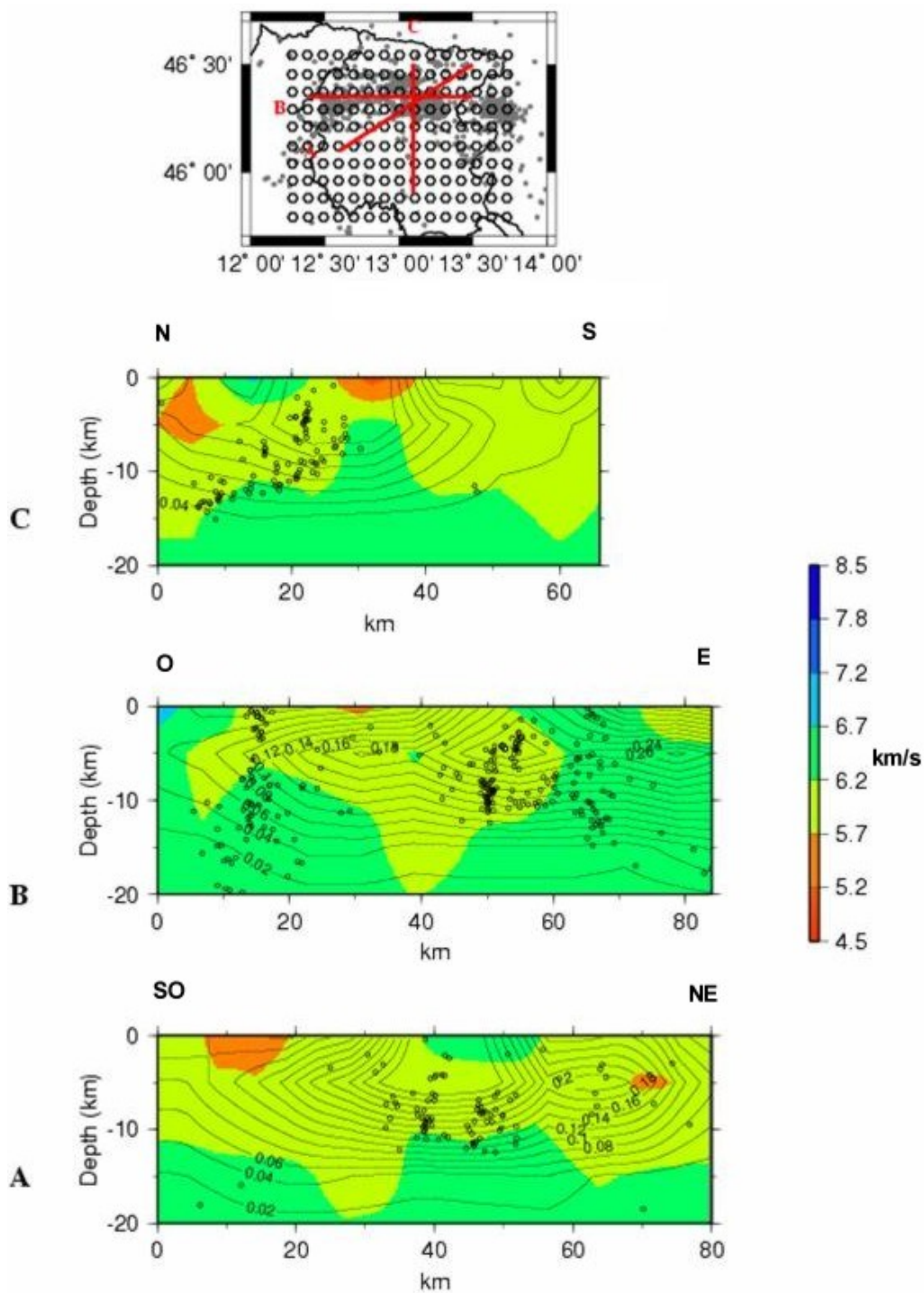


Fig. 9 - Sezioni tomografiche condotte secondo le direzioni mostrate nella pianta in alto; vengono riportati (cerchi grigi) i terremoti entro una fascia di 6 km centrata sulla traccia della sezione.

DISCUSSIONE E CONCLUSIONI

In questo lavoro è stata condotta una inversione tomografica nell'area del Friuli e del Veneto orientale allo scopo di aumentare la conoscenza delle strutture crostali

e, se possibile, integrare studi precedentemente condotti (Bressan et al., 1992; Gentile et al., 2000).

L'utilizzo di un insieme di dati appositamente selezionato e di tecniche di ottimizzazione del calcolo hanno portato effettivamente ad un aumento della profondità di indagine, seppure dell'ordine di qualche chilometro, ma i risultati hanno sostanzialmente confermato i risultati già pubblicati. Bisogna, infatti, segnalare la buona coerenza tra le immagini tomografiche superficiali e le strutture geologiche e la presenza di un corpo con velocità dell'ordine di 6,2-6,4 km/s che, inclinato verso est, si estende fino a 12-15 km di profondità. Purtroppo questo valore coincide con il limite della risoluzione tomografica, e lascia aperta la questione sulla reale estensione in profondità della struttura individuata.

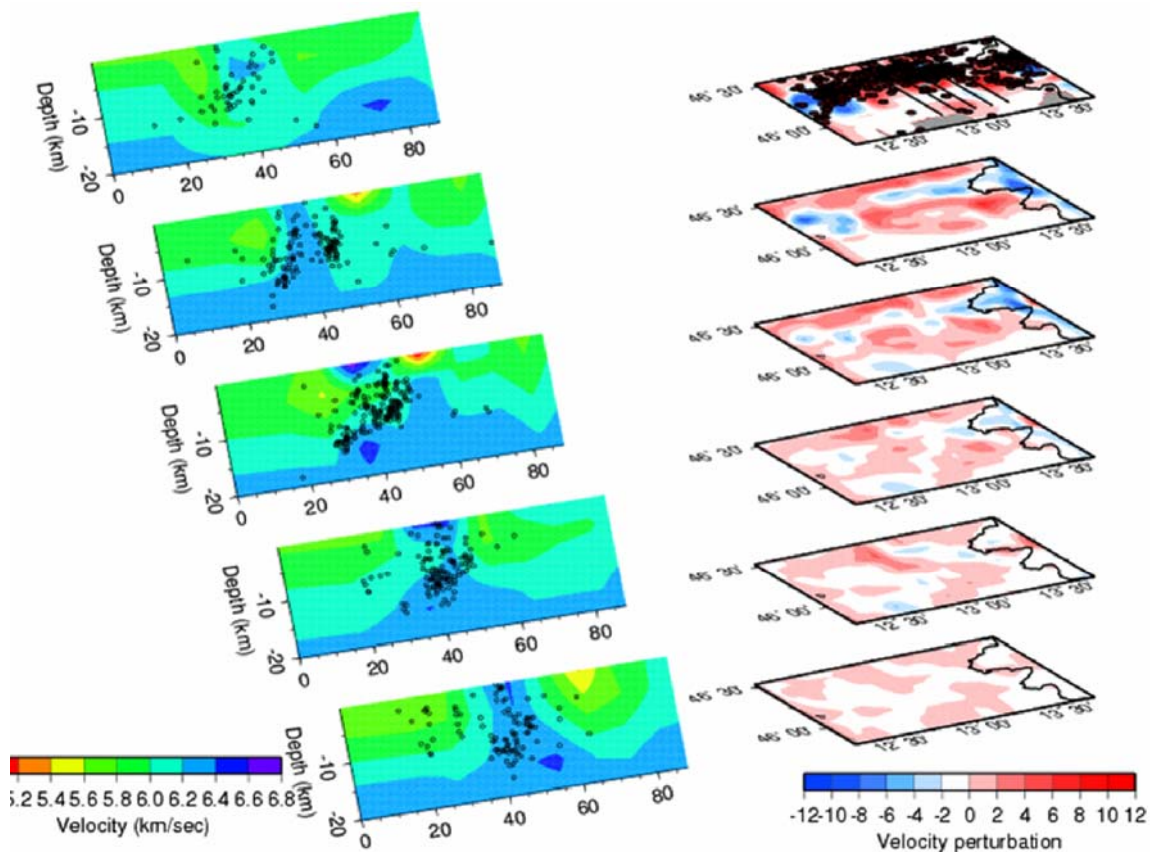


Fig. 10 - A sinistra: sezioni tomografiche in profondità (in velocità assoluta); a destra, sezioni in pianta (in perturbazione percentuale) per gli strati a 0, 3, 8, 12, 18, 22 km rispettivamente. La traccia delle sezioni in profondità è indicata nello strato più superficiale.

Ciò che risulta particolarmente evidente è che la struttura, interpretata da Gentile et al. (2000) come un cuneo legato all'accorciamento crostale associato con le fasi alpine, è strettamente legata alla sismicità dell'area. Anche quest'aspetto è però una conferma parziale di risultati già presentati.

Per quanto questo lavoro non abbia portato a particolari innovazioni dal punto di vista interpretativo, tuttavia dal punto di vista metodologico ha messo in luce le difficoltà di condurre un esperimento tomografico facendo uso di soli dati di sismica passiva nell'area del Friuli e del Veneto orientale. Questo settore, pur caratterizzato da una distribuzione di stazioni tutto sommato omogenea e copiosa, soffre, dal punto

di vista tomografico, dell'assenza di illuminazione da nord (territorio austriaco) e di terremoti con profondità superiori ai 25 km. Un possibile incremento nel numero di raggi (e nella loro profondità) potrebbe derivare dall'uso di un ray-tracer in grado di utilizzare raggi lunghi (comunque più lunghi di 60-70 km) e quindi con tragitto più profondo: l'uso di questi dati sconfina però nel campo dei terremoti regionali, con contenuto in frequenza e di conseguenza lunghezze d'onda anche molto diverse da quelle che caratterizzano un terremoto locale. Ciò influisce sul potere risolutivo dei dati e sulla interdistanza imponibile tra nodi di inversione. Una possibile soluzione alternativa è quella riportata in Fig. 11 e consiste nel suddividere l'area studiata in sottoaree (quattro in questo caso specifico) e poi riunire i risultati in una sola rappresentazione. In questo caso verrebbero conservate le condizioni di lunghezza dei raggi per l'utilizzo del ray-tracer standard e gli stessi terremoti sarebbero utilizzati più volte, a seconda che si consideri una sottoarea ovvero l'altra. Rimarrebbe comunque non risolto il problema della massima profondità di indagine e, comunque, una tale geometria introdurrebbe il problema della rappresentazione unitaria dei risultati.

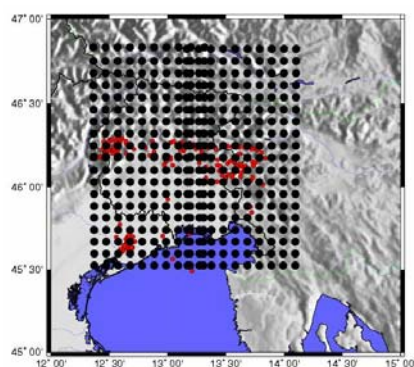


Fig. 11 - Suddivisione dell'area in quattro sub-settori in parziale sovrapposizione. In questo caso, all'interno di ogni area le lunghezze dei raggi non superano i 50-60 km.

Riconoscimenti. La rete sismometrica del Friuli - Venezia Giulia è gestita dall'OGS con contributo finanziario da parte della Direzione di Protezione Civile della Regione Autonoma Friuli - Venezia Giulia.

BIBLIOGRAFIA

- Amato A., De Franco R. e Malagnini L.; 1990: Local source tomography: application to italian areas. *Terra Nova*, 2, 596-608.
- Bressan G., De Franco R. e Gentile G.F.; 1992: Seismotectonic study of the Friuli (Italy) area based on tomographic inversion and geophysical data. *Tectonophysics*, 207, 383-400
- Eberhart-Phillips D.; 1986: Three dimensional velocity structure in Northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times. *Bull. Seism. Soc. Am*, 76, 1025-1052.
- Eva E., Solarino S. e Spallarossa D.; 2001: Seismicity and crustal structure beneath the western Ligurian Sea derived from local earthquake tomography. *Tectonophysics*, 339, 495-510.
- Ferretti G., Solarino S. e Eva E.; 2002: Crustal structure of the Lunigiana-Garfagnana area (Tuscany, Italy): seismicity, fault-plane solutions, and seismic tomography. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 43, 3-4, 221-239.

- Galadini F., Poli M.E. e Zanferrari A.; 2002: Sorgenti sismogenetiche responsabili di terremoti distruttivi nell'Italia nord-orientale. In Slejko D e Rebez A. (a cura di), G.N.G.T.S. 21° Convegno Nazionale – Riassunti estesi delle comunicazioni, Tipografia Mosetti, Trieste, 27-30
- Gentile G.F., Bressan G., Burlini L. e De Franco R.; 2000: Three dimensional V_p and V_p/V_s models of the upper crust in the Friuli area (northeastern Italy). *Geophys. J. Int.*, 141, 457-478.
- Haslinger F.; 1998: Velocity structure, seismicity and seismotectonics of northwestern Greece between the Gulf of Arta and Zakynthos. Tesi di dottorato, ETH Zurigo, 160 pag.
- Kissling E., Ellsworth W.L., Eberhart-Phillips D. e Kradolfer U.; 1994: Initial reference models in seismic tomography. *J. Geophys. Res.*, 99, 19635-19646.
- Meletti C., Patacca E. e Scandone P.; 2000: Construction of a seismotectonic model: the case of Italy. *Pure Appl. Geophys.*, 157, 11-35.
- Poli M.E., Peruzza L., Rebez A., Renner G., Slejko D. And Zanferrari A.; 2002: New seismotectonic evidence from the analysis of the 1976-1977 and 1977-1999 seismicity in Friuli (NE Italy). *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 43, 53-78
- Sahli M.; 1999: Das TRANSALP Seismische-Tomographie Experiment in NE Italien. Tesi di laurea, ETH Zurigo, 110 pag.
- Slejko D., Carulli G. B., Nicolich R., Rebez A., Zanferrari A., Cavallin A., Doglioni C., Carraro F., Castaldini D., Illiceto V., Semenza E. e Zanolli C.; 1989: Seismotectonics of the eastern Southern-Alps: a review. *Boll. Geof. Teor. Appl.*, 31, 109-136
- Slejko D., Camassi R., Cecic I., Herak D., Herak M., Kociu S., Kouskouna V., Lapajne J., Makropoulos K., Meletti C., Muco B., Papaioannou C., Peruzza L., Rebez A., Scandone P., Sulstarova E., Voulgaris N., Zivcic M. E Zupancic P.; 1999: Seismic hazard assessment for Adria. *Annali di Geofisica*, 42, 1085-1107.
- Solarino S., Eva C. e Ferretti G.; 2003: Tomographic methods and applications to Alps and Apennines. Riassunti del Convegno "Seismogenic faulting and seismic activity in the Calabrian Arc region", 77-78.
- Thurber C.H.; 1983: Earthquake locations and three dimensional crustal structure in the Coyote lake area, Central California. *J. Geophys. Res.*, 88, 8226-8236.
- Virieux J., Farra V. e Madariaga R.; 1988: Ray Tracing For Earthquake Location in Laterally Heterogeneous Media. *J. Geophys. Res.*, 93, 6585-6599
- Virieux J. e Farra V.; 1991: Ray tracing in 3-D complex isotropic media: An analysis of the problem. *Geophysics*, 56, 2057-2069.